



TITLE:

大気大循環モデルを用いた南極周辺の海水が大気循環に与える影響

AUTHOR(S):

緒方, 香都; 立花, 義裕; 宇田川, 佑介; 大島, 和裕; 吉田, 康平

CITATION:

緒方, 香都 ...[et al]. 大気大循環モデルを用いた南極周辺の海水が大気循環に与える影響. 週間及び1か月予報における顕著現象の予測可能性 2013: 113-116: 共同研究 (一般研究集会) 24K-08.

ISSUE DATE:

2013-03

URL:

<http://hdl.handle.net/2433/173498>

RIGHT:

大気大循環モデルを用いた南極周辺の海水が大気循環に与える影響



緒方香都(三重大・生物資源学研究科)・立花義裕(三重大・生物資源学研究科/JAMSEC)

宇田川佑介(構造計画研究所/東大)・大島和裕(総合地球環境学研究所)・吉田康平(気象研究所)

1. はじめに

近年、夏の北極海にある海水が減少してきていることは広く知られている。そこで、北極の海水が大気を与える影響についての研究が増加傾向にある。Screen *et al.*, (2012) では観測データとモデル実験を元に温暖化によって海水面積が減少することで大気の季節的な鉛直分布に変化があることを示した。Inoue *et al.*, (2012) は船舶による観測データからバレンツ海の海水の増減が日本の気象に影響を与えることを示した。しかし、南極の海水が大気場を与える影響についての研究はまだそれほど多くない。そのため、本研究では南極周辺の海水が大気循環に与える影響について解析を行った。一般的に南極の大気場には Southern Annular Mode (SAM) が現れやすい。しかし、太平洋の赤道域で El Niño や La Niña が発生した時期において、南極の大気場は SAM よりも Pacific South American (PSA) パターンの方が現れやすい傾向にあることは過去の研究で説明されている (Udagawa *et al.*, 2009)。本研究では、この PSA パターンが南極周辺の海域に形成する Antarctic Dipole (ADP) と呼ばれる特徴的な海水分布に着目した。ADP は ENSO に起因し、アムンゼン・ベリングスハウゼン海とウェッデル海における海水分布偏差場の逆位相関係を作り出すと過去の多くの研究で示されている (Yuan and Martinson, 2000, 2001, Yuan, 2004)。本研究では、この特徴的な海水分布を大気大循環モデル (AGCM) の境界条件に与えることで、特定の海水分布が南極上空の大気循環に与える影響について解析を行った。先述した通り、ADP はアムンゼン・ベリングスハウゼン海とウェッデル海の海水面積等の逆位相関係をさすが、今回の解析では大気場においてウェッデル海より風上にあるアムンゼン・ベリングスハウゼン海の海水分布の変化による影響について調べた。

2. データ

使用しモデルは CCSR/NIES AGCM 5.6 で水平分解能は波数 42、鉛直分解能は 20 を用いた。計算ステップは 20 分で積分時間は 55 年だが、等温静止大気から計算を開始しているた

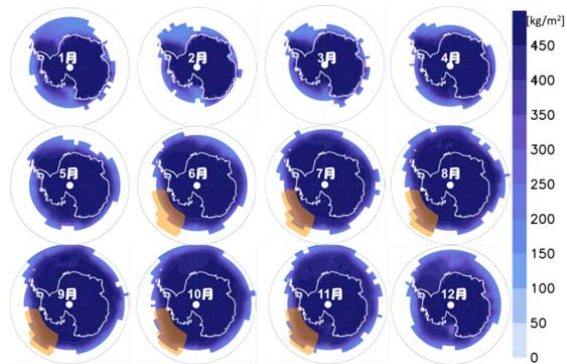


Fig.1 1978 年から 2003 年の期間における 6 月から 12 月の 4 ヶ月平均した海水密度と Antarctic Dipole インデックスとの相関図。

(contour:相関係数 shade:有意性)

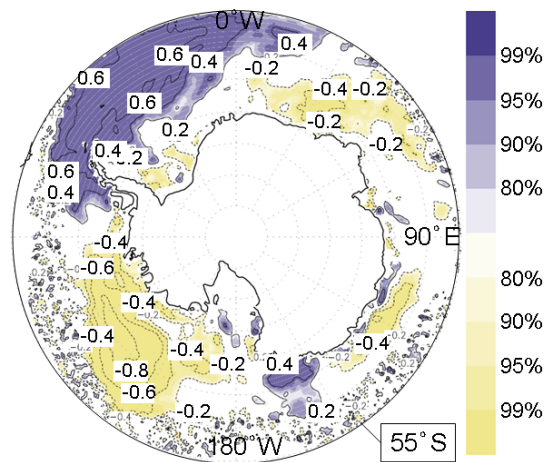


Fig.2 CCSR/NIES AGCM 5.6 における海水密度の境界条件 (shade) と Small 実験・Large 実験において境界条件を変えた領域 (橙色部)

め、最初の 5 年はスピニングして使用せず、解析には後半の 50 年を使用した。境界条件は月ごとに季節変化する (Fig.2)。AGCM で ADP を再現するために、南極域における海水等の衛星観測が始まった 1978 年から 2003 年までの海水密度のデータを National Snow and Ice Data Center (NSIDC) から用いた。6 月から 12 月までの 4 ヶ月平均海水密度と Antarctic Dipole インデックスとの相関をとることで逆位相関係が現れるエリアを決定した (Fig.1)。この観測データからアムンゼン・ベリングスハウゼン海に現れる ADP の海水分布にならぬ AGCM における海水の境界条件を 2 種類作成した。1 つ目はアムンゼン・ベリングスハウゼン海の海水が全く張らなかった場合の実験 (Small 実験) で、2 つ目は同海域で海水が最大の状態で張った場合になる。その他の領域にある海水の境界条件は何も変えていない。また、1 月から 12 月におけるすべての期間で海水の境界条件を変えるのではなく、南極域で海水が広く分布する 6 月から 11 月の機関における海水の境界条件にのみ変化を与えた。このふたつの特殊な境界条件を変えた実験と、月ごとに気候値的に海水の境界条件が変化するコントロールラン実験の比較をすることで、アムンゼン・ベリングスハウゼン海の海水の有無が大気場にどのような影響を与えるかを調べた。すべての実験で海水の境界条件以外に異なる境界条件は与えていない。本研究で解析に使用したモデルデータは 3 ヶ月平均したもので、どのモデル実験においても大きな差がみられた 500hPa 面での 8・9・10 月の 3 ヶ月平均場を調べた。

3. 結果

3.1 Small 実験

コントロールラン実験の 500hPa 面における 8・9・10 月の 3 ヶ月平均ジオポテンシャル高度場と比較した (Fig.3)。低気圧偏差がロス海沖とウェッデル海沖に見られた。ベリングスハウゼン海沖と南アフリカ沖は高気圧偏差となった。これらは南緯 55° から 60° に活動中心を持つ高・低気圧の波が現れているように見られる。そこで、波がどこから発生しているのかを知るために波活動度フラックスを求めた (Fig.4)。波活動度フラックスから Small 実験で現れた高・低気圧の波は海水の境界条件を変えたエリアから生まれた一つの波であることが示されている。この波を発生させる起因が海水の境界条件にあったのかを調べるため、潜熱・顕熱を Large 実験のものと比較した (Fig.5)。Fig.5 では、海水をなくしてやった領域で最大 210W/m² の熱が発生していることがわかる。これにあわせて SLP を見た時、海

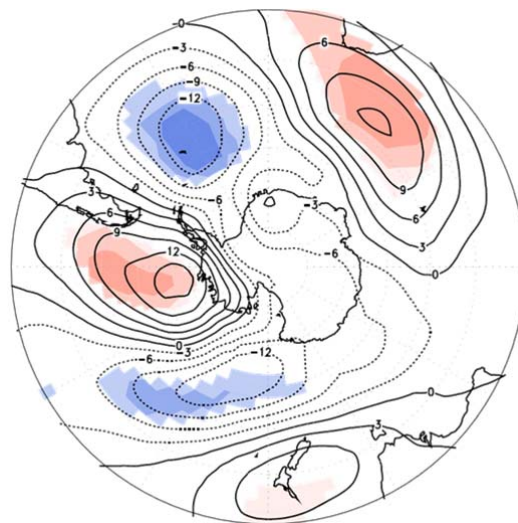


Fig.3 Small 実験結果. 500hPa 面での 8・9・10 月の 3 ヶ月平均ジオポテンシャル高度場をコントロールラン実験と比較したもの。線は差の値を示し、陰影は有意性を示す。

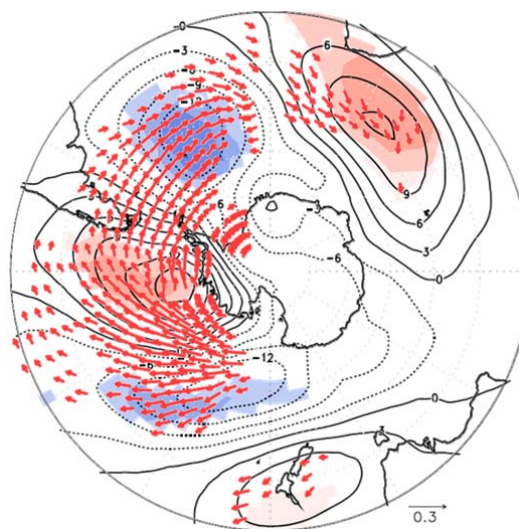


Fig.4 Fig.3 に波活動度フラックスを重ねた図。

氷境界条件変化領域とほぼ一致する形で低気圧が発達していることがわかった (Fig.6)。このことから、Small 実験で現れた高・低気圧の波は海水が無いことによって、アムンゼン・ベリングスハウゼン海から多くの熱が発生し、直上に低気圧が発達。それが上空まで伸びて、500hPa 面に低気圧と高気圧の波を作り出ししていると示唆される。

3.2 Large 実験

コントロールラン実験の 500hPa 面における 8・9・10 月の 3 ヶ月平均ジオポテンシャル高度場と比較した (Fig.7) . こちらも Small 実験と位相の近いよく似た波がみられた. ただし, Small 実験と比較して低気圧と高気圧どちらもわずかに弱い. Large 実験でも波の発生源を知るために波活動度フラックスを求めた (Fig.8) . Fig.8 でも海氷の境界条件を変えたエリアから波活動度フラックスが出ているようにみえるが, Fig.4 と比較して低緯度側から伸びてきているように見える. この波が海からの熱フラックスによるものなのか調べるために Fig.5 を見てみると最大 60W/m^2 の強い熱が出ていることがわかるが, やはり Small 実験より低緯度がわから発生していることがわかる. あわせて SLP を見てみると (Fig.9) , Fig.6 のように海氷境界条件変化領域と一致しているようにはみられない. このことから Fig.7 に見られる低高気圧の波は海面からの熱フラックスから発生したわけではないことがわかった. ここで Small 実験と Large 実験の波は原因が違うことがわかる. 図では示していないが, 海氷分布が低緯度側に伸びたことで Large 実験の温度勾配がコントロールラン実験や Small 実験より低緯度にずれていることがわかった. ここから, ジェット気流が Small 実験やコントロールラン実験よりも低緯度側を流れたと考えられる. その下層で熱が発生したことでロスビー波が生まれ Small 実験と類似した波が現れた可能性が示唆された. このことから, 海氷の有無は線形的な影響をあたえるわけではないことがわかった.

4. 参考文献

Inoue, J., M. E. Hori, and K. Takaya, (2012), The role of Barents Sea ice on the wintertime cyclone track and emergence of a warm-Arctic cold-Siberian anomaly, *J. Clim.*, **25**, 2561-2568.

Screen, J. A., C. Deser, and I. Simmonds (2012), Local and remote controls on observed Arctic warming, *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L10709, doi:10.1029/2012GL051598.

Udagawa, Y., Y. Tachibana, and K. Yamazaki (2009), Modulation in interannual sea ice patterns in the Southern Ocean in association with large - scale atmospheric mode shift, *J. Geophys. Res.*, **114**, D21103, doi:10.1029/2009JD011807.

Yuan, X. (2004), ENSO-related impacts on Antarctic sea ice: a synthesis of phenomenon and mechanisms, *Antarctic Science*, **16**,

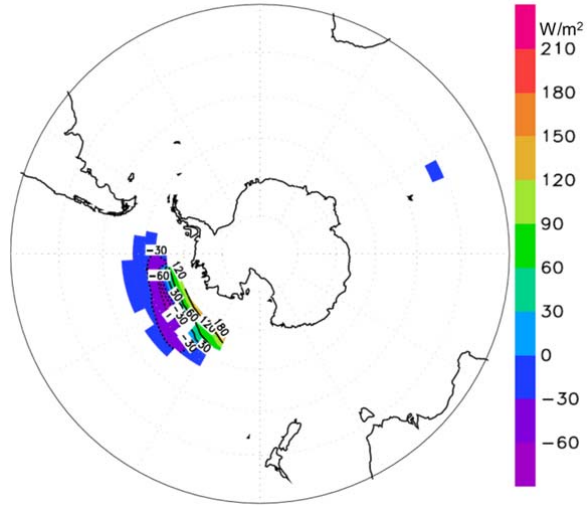


Fig.5 Small 実験と Large 実験の潜熱・顕熱を比較した結果.

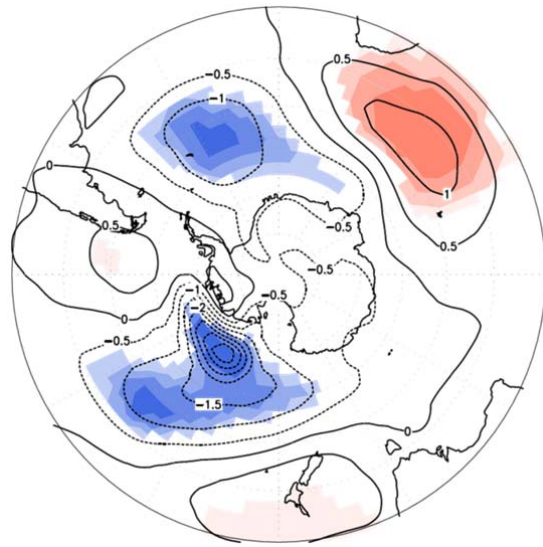


Fig.6 Small 実験結果. 8・9・10 月の 3 ヶ月平均 SLP をコントロールラン実験と比較したもの. 線は差の値を示し, 陰影は有意性を示す.

415-425.

Yuan, X., and D. G. Martinson (2000), Antarctic sea ice extent variability and its Global Connectivity, *J. Clim.*, **13**, 1697-1717, doi:10.1175/1520-0442(2000)013<1697:ASIEVA>2.0.CO;2.

Yuan, X., and D. G. Martinson (2001), The Antarctic Dipole and its Predictability,

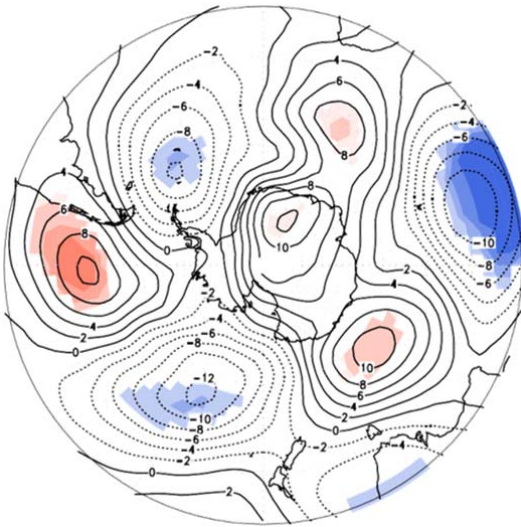


Fig.7 Fig.3 と同じ. 但し, Large 実験結果.

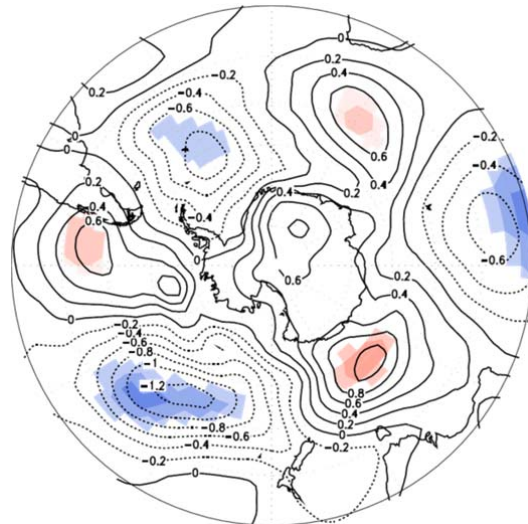


Fig.9 Fig.6 と同じ. 但し, Large 実験結果.

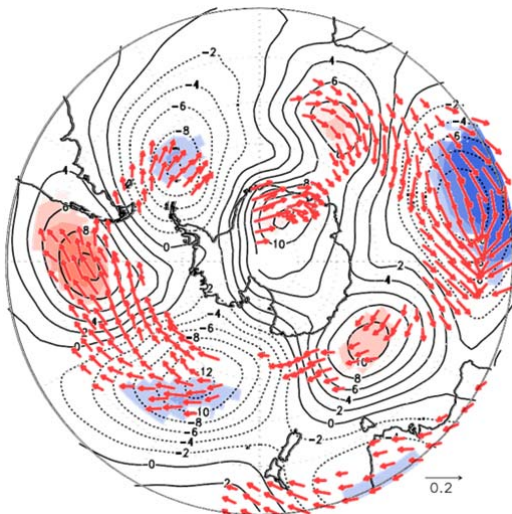


Fig.8 Fig.4 と同じ. 但し, Large 実験結果.